

ГРАНИТОИДЫ ХАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**В.А. Гурьянов¹, С.А. Амелин², Ю.Ю. Юрченко³, Е.В. Нугай¹, В.Н. Арапов², М.В. Архипов¹**¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: guryanov_v@mail.ru²Акционерное общество «Дальневосточное ПГО», Росгеология, г. Хабаровск³ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр-т 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 11 февраля 2019 г.

Проведено петрогеохимическое и геохронологическое изучение основных разновидностей гранитоидов Седельгинского и Берёзовского батолитов восточной части Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса. U-Pb (SHRIMP-II) методом по циркону установлено, что их формирование происходило в позднем триасе и ранней юре между 208 и 193 млн лет тому назад. Показано, что в составе батолитов присутствуют перглинозёмистые гранитоиды высококалийевой известково-щелочной серии, отчётливо обогащенные Rb, K, Th, U и Pb при относительном дефиците Nb, Ta, Y, HREE, Sr, Ba, Ti и P, соответствующие породам I-типа. На основании обобщения U-Pb геохронологических данных показано, что магматизм охватил 213–183 млн лет тому назад весь ансамбль тектонических блоков Буреинского континентального массива, когда формировались гранитоиды харинского комплекса. Важным механизмом, способствующим формированию гранитоидных массивов в пределах Буреинского массива, могло быть влияние сдвиговой тектоники, которая является отражением косой коллизии континентальных блоков и трансформного скольжения. Сдвиги могли проникать на глубинные уровни коры, вызывая проникновение астеносферного диапира и его флюидов на более высокие уровни, способствуя разогреву и началу плавления. Существенное накопление Th, U, Rb, Pb и вынос Sr, P, Ba, Ti, предполагается, связаны с разогревом и частичным плавлением континентальной коры при проникновении астеносферного диапира и его флюидов. ДеPLETEDность гранитоидов в отношении Nb, Ta, Ti, P и обогащение Pb сближает их с породами зон субдукции. Сочетание в гранитоидах харинского комплекса субдукционных (от предшествующей субдукции) и внутриплитных (от астеносферного диапира и его флюидов) геохимических характеристик является характерной особенностью трансформной окраины. Наиболее вероятной обстановкой, когда гранитоидный магматизм в позднем триасе и ранней юре проявился на восточной окраине Буреинского массива, могла быть обстановка трансформной окраины, связанной с астеносферным диапиризмом после прекращения субдукции.

Ключевые слова: гранитоиды, U-Pb возраст по циркону, харинский комплекс, Буреинский континентальный массив, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы при исследовании гранитоидного магматизма значительное внимание уделяется вопросам геохронологии и геодинамической позиции [4, 5, 12, 13, 23–27, 36, 37, 51, 52]. При палеогеодинамических реконструкциях имеют большое значение анализ геологической ситуации, состава и хронология проявлений гранитоидного магматизма, особенно в

условиях контрастного тектонического режима подвижных областей земной коры. К одной из таких наиболее крупных областей развития ювенильного कोरोобразования, протекавшего в диапазоне от неопротерозоя до раннего мезозоя включительно, относится Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) [11, 31, 36]. В этом отношении типичным примером могут служить каледониды восточной части Буреинского

континентального массива (БМ) ЦАСП, где широко распространены разноформационные гранитоидные интрузивы неопротерозойского, палеозойского и раннемезозойского возраста [3, 6–9, 14, 20] (рис. 1). Важную роль в формировании ЦАСП сыграла раннемезозойская эпоха, что нашло отражение в обширном проявлении гранитоидного магматизма, геодинамические условия и возраст которого не до конца раскрыты. Геодинамическая природа ареалов раннемезозойского гранитоидного магматизма трактуется по-разному [6, 8, 17, 19, 24, 25, 31, 51, 52]. На основе возраста и существующих моделей развития этого региона в работе [8] сделано предположение об их коллизионной природе, и что активизация магматизма в БМ в позднем триасе и ранней юре могла быть обусловлена обстановкой коллизии Сино-Корейского и Северо-Азиатского кратонов [23, 24]. Считается, что

раннемезозойские образования харинского комплекса являются составной частью Восточно-Буреинского гранитоидного пояса, «формирование которого может быть связано с заключительными этапами становления Монголо-Охотского орогенного пояса и Норско-Сухотинского террейна» [8]. Масштабы и закономерности распространения раннемезозойского магматизма, связанного с формированием Монголо-Охотского складчатого пояса, были установлены на основе геохронологических исследований только для западного выклинивания этой структуры [11, 31] и высказаны аналогичные предположения для восточной её части [24, 25, 27]. При этом для восточной части БМ отмечается наиболее острый дефицит геохронологических и геохимических данных. Соответствующие этому этапу гранитоиды даже в современных схемах магматизма часто относились то к пермским, то к пермско-триасовым или юрским и даже раннепалеозойским комплексам [1–3, 13–15, 20], что не позволяло провести их корреляцию и создавало большие проблемы при тектонических и металлогенических построениях. Вопрос о пространственном, хотя бы частичном совмещении ареалов палеозойского и раннемезозойского гранитоидного магматизма поднимался в геологической литературе неоднократно [6, 8, 14, 15], однако геологическими методами он долгое время не мог быть разрешён вследствие однородности состава разновозрастных гранитоидов и возрастной неопределённости прорываемых ими толщ.

Цель настоящей работы – выявление и изучение раннемезозойских гранитоидов восточной части БМ. Полученные нами новые данные по геохимии и U-Pb

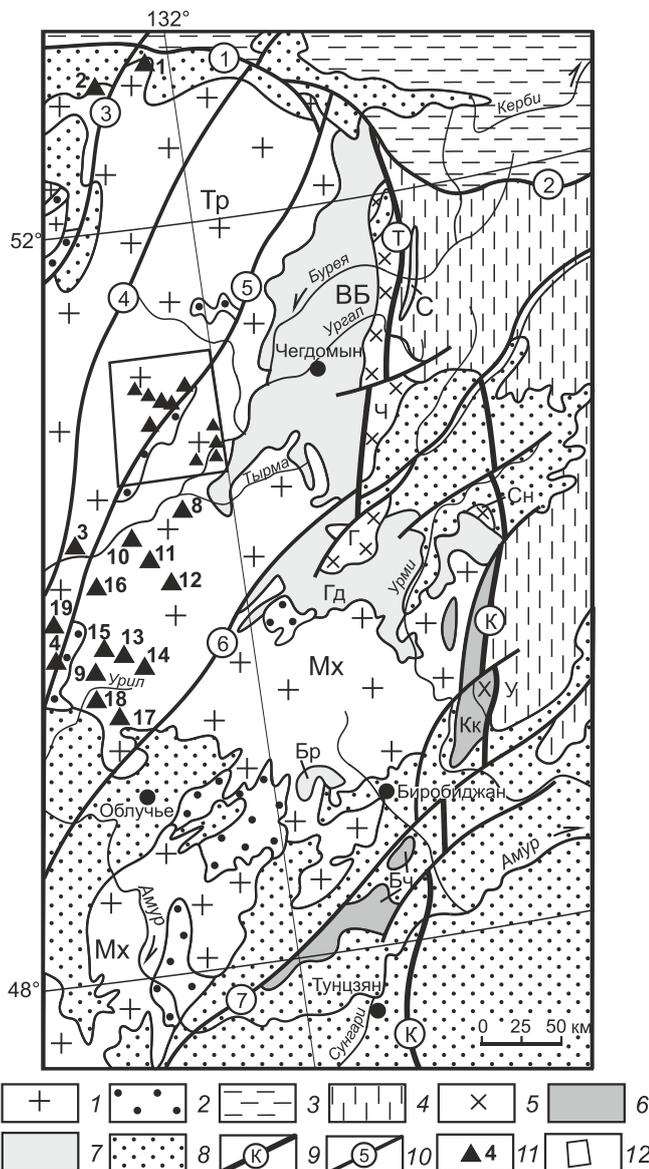


Рис. 1. Геолого-структурная схема восточной части Буреинского континентального массива, по [10], с изменениями.

1 – Буреинский континентальный массив, блоки: Тр – Туранский, Мх – Малохинганский; 2 – фрагменты чехла Буреинского массива; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 5 – краевое поднятие, блоки: Ч – Чегдомынский, Г – Гуджальский, Сн – Сынчугинский, У – Улькунский; 6 – Урмийский краевой прогиб, впадины: Кк – Куканская, Бч – Большечуркинская; 7 – Буреинский краевой прогиб, впадины: ВБ – Верхнебуреинская, С – Сивакская, Гд – Гуджикская, Бр – Бирская; 8 – меловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные формации орогенных комплексов; 9 – глубинные разломы краевого шва Буреинского массива: Т – Тастахский, К – Куканский; 10 – выходящие на поверхность и скрытые глубинные разломы: 1 – Южно-Тукурингский, 2 – Пауканский, 3 – Сюкдулкинский, 4 – Западно-Туранский, 5 – Мельгинский, 6 – Хинганский, 7 – Харпийский; 11 – места отбора проб (номера см. табл. 7, согласно [53]) и названия массивов раннемезозойских гранитоидов (номера проб): 1 – Нижнестойбинский [25], 2 – Индукачинский [1], 3 – Талаканский [25], 4 – Усть-Диканский [25], (номера массивов по [10]), 8–19 – Южнобуреинский батолит [20]; 12 – район исследований.

SHRIMP датированию гранитоидов слабо изученных интрузивных массивов восточной части БМ позволяют определить возраст, состав и условия развития гранитоидного магматизма в раннем мезозое, которые имеют важное значение для реконструкции одного из заключительных этапов формирования Восточно-Буреинского пояса и восточной части ЦАСП в целом. В качестве основных объектов для петрогеохимических и изотопно-геохронологических исследований были выбраны гранитоиды Седельгинского и Берёзовского батолитов (харинский комплекс) бассейна р. Верхний Мельгин (рис. 2), на геологических картах отнесенных к разным временным этапам гранитообразования [13, 15, 20]. Работа основана на полученных в последние годы геохимических данных, новых результатах датирования гранитоидов вышеназванных интрузивов и на результатах обобщения геохронологических данных по раннемезозойским гранитоидам других массивов этого региона (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ХАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА

По геотектоническим реконструкциям, складчатое сооружение восточной части БМ представляет собой каледонский террейн с преобладанием в составе структурно-вещественных комплексов, сформировавшихся на активной континентальной окраине Палеоазиатского океана [17, 19, 29, 30]. Для неё характерно неоднородное блоковое строение с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, палеозойских рифтогенных впадин, сложенных неопротерозойско-кембрийскими карбонатно-терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями, а также девон-каменноугольными субконтинентальными вулканитами (рис. 1). Наряду с офиолитами и щёлочно-базитовыми интрузиями здесь широко развиты магматические ассоциации метагаббро-гнейсогранит-лейкогранитового нятыгранского, габбро-гранитового кивилийского, гранитового суларинского, габбро-гранодиорит-гранитового тырмо-буреинского, сиенит-лейкогранитового алтахтинского, диорит-гранодиорит-гранит-лейкогранитового харинского комплексов [9, 15, 20] (рис. 2). Большинство из них сосредоточено в виде крупных батолитообразных тел в пределах Туранского и Малохинганского блоков, являющихся фрагментами палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги, наложенной на более древние аккреционные комплексы восточной части БМ Бурей-Ханкайского орогенного пояса, определяющую роль в формировании которого играли коллизионные процессы [19, 21].

Фундамент Туранского блока представлен метаморфическими образованиями дягдаглейской толщи, тастахской серии и нятыгранской свиты, которые слагают фрагментарные выходы среди широко распространённых более молодых гранитоидов (рис. 1). Возраст этих образований, являющихся аналогами метаморфических образований Цзямусинского блока, считался архейским и палеопротерозойским [22]. По новым данным, они датированы неопротерозоем и кембрием [12, 51, 52]. Малохинганский блок, расположенный на юге Буреинского выступа фундамента, сложен метаморфическими образованиями, фрагментарные выходы которых прослеживаются среди разновозрастных гранитоидов, доминирующих на его территории. Эти метаморфиты объединены в амурскую серию, состоящую из туловчихинской, дичунской и урильской свит, а также в гуджальскую свиту и сутырскую толщу. Попытка определить возраст амурской серии и гуджальской свиты U-Pb методом по цирконам однозначных результатов не принесла. Урильская свита в составе серии, по данным А.Ф. Васькина, представляет собой не что иное, как зону тектонического с офиолитами меланжа, возраст которой по радиоляриям – ордовик–силур [3]. Сутырская толща, по его мнению, – вероятный аналог нятыгранской или гуджальской свит зонально метаморфизованных пород.

Между БМ и северо-западной окраиной Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС) располагается Буреинский осадочный бассейн, в тектоническом отношении представляющий собой типичный краевой прогиб, выполненный поздне триасово-юрскими терригенными и вулканогенно-терригенными образованиями [2, 10]. Фундамент прогиба представлен позднепалеозойскими гранитоидами тырмо-буреинского комплекса [3].

Формирование гранитоидов харинского комплекса связано с образованием разрывных нарушений и ослабленных зон северо-восточного и северо-западного направления [20]. Впервые интрузивы этого типа были выделены в 1967 г в бассейне р. Хара [15]. В процессе исследований большинство особенно крупных интрузивов гранитов были выделены в качестве четвертой фазы тырмо-буреинского комплекса, в том числе и Харинский массив, давший название комплексу. Многие исследователи ВСЕГЕИ до недавних пор включали в харинский комплекс все многофазные массивы тырмо-буреинского комплекса [13, 15]. Основной причиной всех недоразумений, связанных с выделением харинского комплекса, послужило то, что петротипический Харинский массив ныне почти целиком отнесен к тырмо-буреинскому комплексу [3, 15, 20]. Следует отметить, что этот массив неодно-

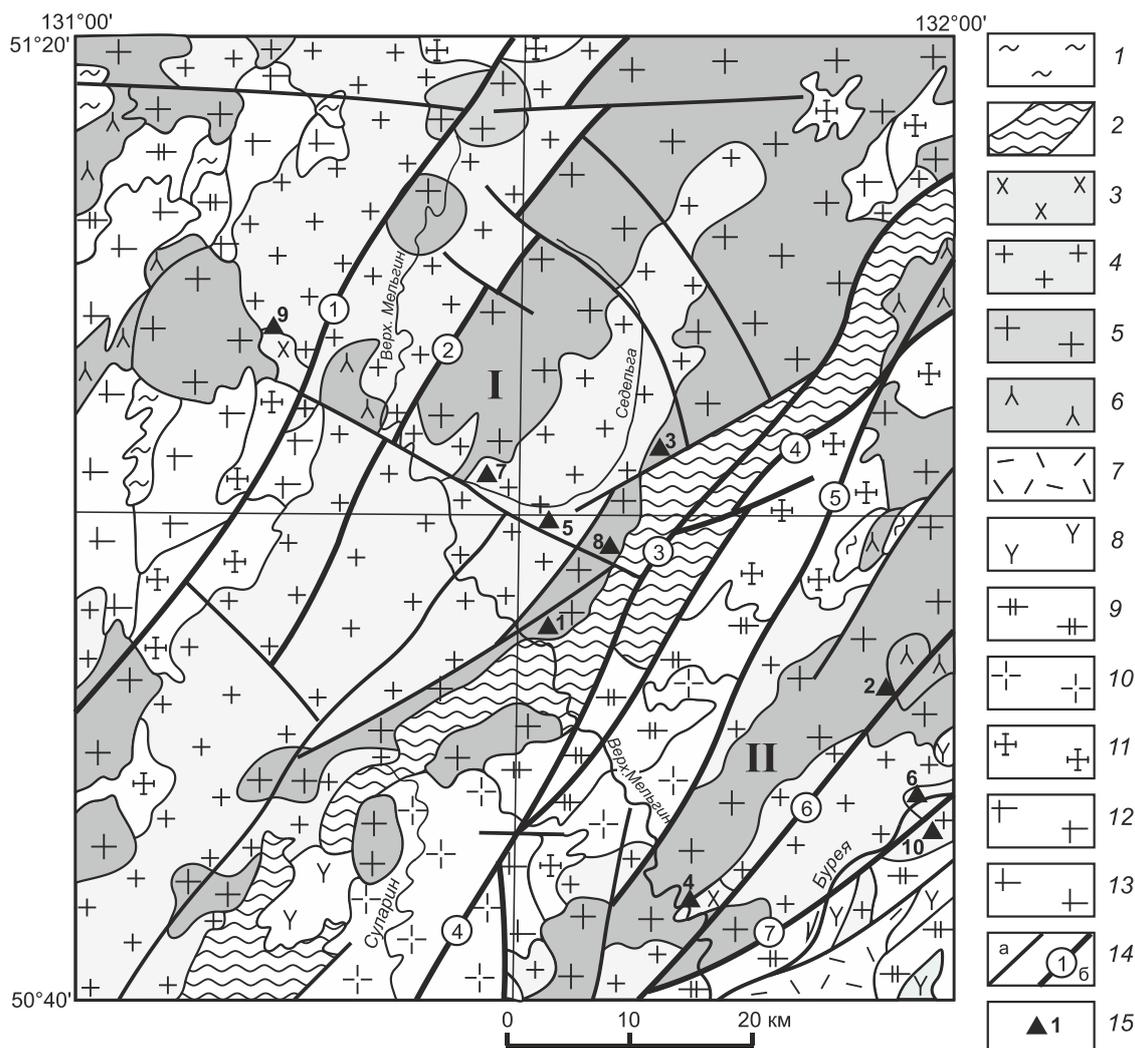


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна реки Верхний Мельгин.

1 – кристаллический фундамент – метаморфические толщи буреинской серии; 2 – позднепротерозойские–палеозойские вулканогенно-карбонатно-терригенные образования Мельгинского прогиба; 3–6 – поздне триасово-раннеюрские гранитоиды харинского комплекса: диориты, гранодиориты и кварцевые диориты 1-ой фазы (3), роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты 2-ой фазы (4), умереннощелочные граниты и лейкограниты 3-ей фазы (5), лейкограниты и гранит-порфиры 4-ой фазы (6); 7–8 – поздне триасовые интрузивные образования: трахириолиты таловского (7), умеренно-щелочные и щелочные граниты, граносиениты и кварцевые сиениты алтахтинского (8) комплексов; 9 – позднепермско-раннетриасовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и габбро тырмо-буреинского комплекса; 10 – раннеордовикские гранитоиды суларинского комплекса; 11 – кембрийско-раннеордовикские гранитоиды кивилийского комплекса; 12 – позднепалеопротерозойские гранитоиды и габброиды нятыгранского комплекса; 13 – позднеархейские (?) ультраметаморфические граниты древнебуреинского комплекса; 14 – разрывные нарушения: а – второстепенные и б – главные (1 – Чепканский, 2 – Югорминский, 3 – Чергиленский, 4 – Мельгинский, 5 – Нятыгран-Телемджанский, 6 – Янырский, 7 – Прибуреинский); 15 – места отбора проб на изотопно-геохронологические исследования и их номер в табл. 2–6. Интрузивные массивы: I – Седельгинский, II – Березовский.

роден. Для лейкогранитов с характерным почти чёрным кварцем, слагающих в его составе небольшие эруптивные тела, получена U-Pb SHRIMP методом по циркону (ЦИИ ВСЕГЕИ) датировка в 156.0 ± 1.2 млн лет [20, 53]. К этому типу интрузий, очевидно, принадлежат массивы лейкогранитов в верховье р. Тексика, бассейне р. Кивили и других местах [15]. В процессе более поздних тематических исследований в

состав нового харинского комплекса были включены гранитоиды повышенной щёлочности алтахтинского комплекса [3], по-видимому, на основе их общего структурного положения. В качестве неопетротипа харинского комплекса предложен Таловский массив [20]. Название комплексу было сохранено, поскольку оно давно и прочно вошло в геологическую литературу. Необходимо отметить, что вплоть до настояще-

го времени среди исследователей нет единого мнения о возрасте гранитоидов харинского комплекса. Так, на одних (М-53) изданных в последние годы государственных геологических картах третьего поколения они отнесены к пермско-триасовому возрастному уровню [3, 13], на других (М-52) – к поздней юре [20]. В отличие от них, А.А. Сорокин с соавторами [24, 25] все массивы гранитоидов с поздне-триасово-раннеюрскими датировками отнес к тырмо-буреинскому комплексу.

Обычно вдоль разломов харинские гранитоиды превращены в кварц-мусковитовые грейзены и метасоматиты. Вмещающими для них являются все домезозойские образования. Установлено, что они прорывают гранитоиды алтактинского (225–224 млн лет), тырмо-буреинского (254–247 млн лет), суларинского (490–460 млн лет) и кивилийского (530–490 млн лет) комплексов [9]. Массивы харинских гранитоидов имеют небольшую (1–4 км) вертикальную мощность и пластообразную форму, залегают субгоризонтально, о чем свидетельствуют карты магнитного поля и петромагнитные характеристики, а также данные по сейсмическим профилям ГСЗ и МОВЗ-ГСЗ, пересекающим территорию БМ [20]. Ксенолиты более древних вмещающих пород, как правило палеозойских гранитоидов, приурочены к водораздельным частям рельефа, то есть являются останцами кровли. Массивы харинского комплекса пространственно тесно сопряжены с интрузивами тырмо-буреинского комплекса. Характерно сходство условий залегания, строения и формы плутонов. Оба комплекса содержат ряд мелких периферийных тел и тектонических отторженцев, но типичными для харинского комплекса являются крупные вытянутые тела, внедрившиеся вдоль полого наклонных расколов, для тырмо-буреинского – ареалы-плутоны [20]. Гранитоиды этих комплексов отличаются в геофизических полях по дисперсии и параметрам магнитных и гравитационных полей, а также на картах изоконцентраций раскоррелированных содержаний К, U и Th. На всех картах и схемах харинские гранитоиды выделяются повышенными значениями. С ними связана Au, Mo и U-Th минерализация.

Результаты U-Pb исследований магматитов восточной части БМ [1, 9, 12, 24–27] показали, что ранне-мезозойские гранитоиды харинского комплекса пользуются значительно более широким распространением, чем считалось ранее [3, 13, 15]. В последние годы при производстве геолого-съёмочных работ на южном берегу Бурейского водохранилища были получены новые данные о возрасте гранитоидов Южнобурейского батолита [53] (рис.1). Для обобщения и корреляции ранне-мезозойского гранитоидного магматизма этого региона

нами привлечены опубликованные ранее результаты U-Pb определений возраста гранитоидов Индукачинского (201 ± 6 млн лет) [1], Талаканского (185 ± 1 млн лет), Усть-Диканского (185 ± 1 млн лет), Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет), Нижнестойбинского (218 ± 2 млн лет) и других массивов, находящихся за пределами исследуемой территории [24, 25, 27] (рис. 1).

В процессе изучения гранитоидов бассейна реки Верхний Мельгин и обобщения геолого-съёмочных материалов южного берега Бурейского водохранилища установлено, что формирование гранитоидов Седельгинского, Березовского массивов и Южнобурейского батолита происходило в четыре фазы следующего состава: 1 фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 2 фаза – гранодиориты, кварцевые диориты, граниты; 3 фаза – граниты, лейкограниты; 4 фаза – умереннощелочные граниты и лейкограниты. Доминируют среди них биотитовые граниты третьей, роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты второй фаз комплекса, слагающие, как правило, крупные вытянутые тела пластообразной формы небольшой вертикальной мощности.

Седельгинский батолит, вытянутый на 250 км в северо-восточном направлении, расположен в бассейне рек Верхний Мельгин и Седельга (рис. 2). Его пластинообразное тело с наклонными ($20\text{--}50^\circ$) к центру контактами прорывает неопротерозойско-палеозойские толщи Мельгинского прогиба и палеозойские гранитоиды тырмо-буреинского, суларинского и кивилийского комплексов. Основная часть интрузива сложена роговообманково-биотитовыми гранитами, гранодиоритами второй и биотитовыми гранитами, лейкогранитами третьей фаз харинского комплекса. Среди них наблюдаются редкие ксенолиты мелкозернистых биотит-роговообманковых диоритов и гранодиоритов первой фазы. Небольшие дайки и штокообразные тела умереннощелочных лейкогранитов, отнесенные к четвертой фазе комплекса, с гранитоидами более ранних фаз имеют, как правило, четкие интрузивные контакты. Ранее харинские гранитоиды первых двух фаз батолита включались в состав позднепалеозойского тырмо-буреинского комплекса [13, 15]. Характер геофизических полей и положение границ тела в рельефе свидетельствуют, что интрузив в поперечном сечении является асимметричным лакколитообразным телом с корневой ножкой трещинного типа, вытянутой вдоль Мельгинской прогиба.

Березовский массив гранитоидов приурочен к зоне Янырского разлома северо-восточного простирания и соответственно вытянут более чем на 75 км от руч. Берёзовый (правый приток р. Бурей) в этом же направлении (рис. 2). Доминируют в его составе

роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты второй и биотитовые граниты третьей фаз, среди которых наблюдаются редкие ксенолиты биотит-роговообманковых кварцевых диоритов и гранодиоритов первой фазы, дайки и мелкие тела лейкогранитов заключительной фазы внедрения. По геофизическим данным, массив является лакколитообразным интрузивом с ножкой трещинного типа. Слагающие его средне-мелкозернистые порфирированные гранодиориты, лейкограниты и граниты прорывают позднепалеозойские граниты третьей фазы тырмо-бурейского, поздне триасовые граносиениты алтагтинского и трихириолиты таловского комплексов.

Южнобурейский батолит гранитоидов (общей площадью около 10 000 км²) прослеживается вдоль Бурейского водохранилища более чем на 500 км от устья р. Тырма до истоков рек Архара и Урил (рис. 1). По данным [20], это сложнопостроенный многофазный плутон гранитоидов харинского комплекса с ксенолитами дораннемезозойских интрузивных образований и многочисленными вкраплениями ранне- и поздне меловых интрузий кислого и среднего состава. При проведении геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 (листы М-52-ХVIII, ХХII, ХХIII, ХХIX) отобрано 12 проб на геохронологические исследования из разных пород Южнобурейского батолита (рис. 1) и определён их возраст U-Pb SHRIMP методом по цирконам в ЦИИ ВСЕГЕИ [53] (аналитические данные – отчет в фондах ЦИИ ВСЕГЕИ).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полному химическому анализу подвергнуты 10 проб гранитоидов, отобранных в процессе исследований (табл. 1). Определение содержаний петрогенных оксидов выполнены в ЦЛ ОО «Дальгеофизика» по ОСТ 41-08-249-85г. (методы гравиметрический, титриметрический, спектрофотометрический). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Хабаровском инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН на масс-спектрометре ICP-MS Elan 9000 (Канада), аналитики А.В. Штарева, Ю.А. Лушников. Относительная погрешность определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS не превышала 5 %.

Отбор и изучение цирконов проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Аксессуарные цирконы выделялись из проб по стандартной методике [32], основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжёлых жидкостях. Подготовка монофракции цирконов для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом.

Отобранные кристаллы совместно с зёрнами цирконовых стандартов TEMORA и 91500 (с известными U-Th-Pb параметрами) имплантированы в эпоксидную смолу, сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зёрен использовались оптические и катодолюминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье [50]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 2.5–4 нА, диаметр кратера – 15×10 мкм, глубина – 3–4 мкм.

Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [40]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [32]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне двух сигма. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT/EX [39].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Особенности химического состава пород харинского комплекса показаны в таблице 1 и на рис. 3. Содержание SiO₂ в породах изменяется от 56.78 до 76.66 мас. % при K₂O/Na₂O от 0.4 до 1.4. Все они относятся к мета- и перглиноземистым породам калиево-натриевого типа щёлочности [18] и соответствуют по своему составу породам высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 3). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [35], биотитовые граниты и лейкограниты относятся к магнезиально-железистым образованиям, а амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты и диориты – к магнезиальным разновидностям ($FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO) = 0.65–0.82$). На диаграмме A/NK–A/CNK [41] составы исследуемых гранитоидов попадают в поле I-типов, в которых отношение молекулярного количества Al₂O₃ к сумме CaO + Na₂O + K₂O (ASI) варьируется от 0.9 до 1.80. Минеральный состав – наличие роговой обманки и сфена, умеренные концентрации K₂O и CaO в диоритах, гранодиоритах, реже гранитах – всё это также характерно для I-типов [18]. Величина коэффициента алкаитности $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 = 0.27–0.63$.

Характерным геохимическим признаком гранитоидов является их общая обеднённость редкоземель-

Таблица 1. Химический состав гранитоидов харинского комплекса бассейна р. Верхний Мельгин (Седельгинский батолит – 105200, 306201, 701,324600, 801, 322401; Берёзовский массив – 116202, 10601, 10000, 129200).

Эле- мент	116202 (2)	129200	324600 (7)	306201 (3)	105200 (1)	10601 (4)	701 (5)	322401 (9)	10000 (6)	801 (8)
SiO ₂	76.39	76.66	75.74	72.37	72.49	73.72	66.43	56.78	60.57	70.00
TiO ₂	0.09	0.10	0.16	0.27	0.25	0.23	0.49	1.01	0.80	0.36
Al ₂ O ₃	12.30	12.06	12.67	13.88	14.12	13.73	15.99	20.41	17.40	14.50
Fe ₂ O ₃	1.12	1.24	1.00	1.18	1.62	1.00	1.80	2.92	1.93	3.38
FeO	0.34	0.50	0.60	0.96	0.85	1.06	2.10	3.33	3.17	1.89
MnO	0.046	0.02	0.04	0.072	0.047	0.06	0.10	0.08	0.06	0.10
MgO	0.50	0.50	0.50	0.72	0.50	0.38	0.97	1.90	2.70	1.12
CaO	0.75	0.83	1.13	2.10	2.18	1.47	5.11	5.64	5.30	2.58
Na ₂ O	3.65	3.84	3.48	3.18	3.06	3.70	3.06	3.71	3.80	3.47
K ₂ O	4.15	4.24	4.17	3.89	4.30	3.91	3.09	1.93	1.87	3.67
P ₂ O ₅	0.009	0.02	0.04	0.06	0.061	0.09	0.11	0.32	0.22	0.07
SO ₃	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.06	0.05	0.06	-
CO ₂	0.10	0.10	0.10	0.10	0.25	0.10	0.11	0.10	0.10	-
П.п.п	0.80	0.79	0.76	0.84	0.66	0.33	0.36	0.55	0.61	0.56
Σ	99.645	99.80	98.79	99.522	99.888	99.74	99.25	99.10	99.16	101.04
Li	15.46	8.50	22.00	20.98	17.61	15.72	9.88	-	-	-
Be	3.80	3.84	2.35	1.57	1.42	2.71	2.64	-	-	-
B	1.52	1.93	0.66	0.86	1.08	1.29	0.69	-	-	-
P	48.18	112.16	95.58	204.85	200.90	115.93	94.91	-	-	-
Sc	3.67	2.21	2.67	3.94	3.52	2.63	3.66	-	-	-
Ti	500.87	535.88	794.12	1487.77	1338.15	769.31	1566.28	-	-	-
V	15.27	3.52	10.30	23.99	23.79	7.91	17.22	-	-	-
Cr	3.98	1.27	2.57	2.04	2.02	1.73	3.88	-	-	-
Mn	380.21	152.28	246.75	491.04	370.00	339.34	494.26	-	-	-
Co	1.05	0.64	1.43	2.84	2.90	1.53	3.06	-	-	-
Ni	2.79	1.15	10.41	3.77	2.26	4.87	9.84	-	-	-
Cu	14.95	9.50	6.39	1.33	1.96	4.91	14.04	-	-	-
Zn	12.53	15.12	31.40	44.86	46.12	36.78	41.05	-	-	-
Ga	16.89	15.68	14.07	13.81	13.84	19.75	13.90	-	-	-
Ge	1.86	2.04	1.61	1.38	1.35	1.36	1.66	-	-	-
As	2.13	4.38	2.00	2.25	3.80	2.87	2.01	-	-	-
Rb	252.22	241.21	173.80	131.47	125.25	160.50	240.05	-	-	-
Sr	12.71	27.34	61.07	120.69	143.58	57.45	26.96	-	-	-
Y	31.28	13.59	13.93	19.08	14.38	21.58	17.92	-	-	-
Zr	83.10	58.63	53.07	52.46	33.65	110.24	62.28	-	-	-
Nb	16.05	20.34	15.66	9.11	7.53	18.43	24.04	-	-	-
Mo	1.48	0.86	1.67	0.12	0.25	1.05	1.64	-	-	-
Ag	0.001	0.001	0.21	0.16	0.09	0.35	0.33	-	-	-
Cd	0.03	0.001	0.10	0.01	0.09	0.04	0.06	-	-	-
Sn	2.93	1.59	1.12	2.13	7.47	2.77	2.90	-	-	-
Sb	0.15	0.21	0.23	0.08	0.09	0.22	0.12	-	-	-
Te	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	-	-	-
Cs	5.49	3.78	1.56	2.32	1.71	1.15	1.47	-	-	-
Ba	80.53	83.29	244.92	496.31	640.94	101.59	178.79	-	-	-
La	24.87	8.76	10.35	28.49	17.11	18.20	17.92	30.31	20.88	29.30
Ce	53.71	16.38	21.47	61.79	39.19	45.22	44.64	61.98	51.67	69.00
Pr	5.83	2.11	2.44	6.27	3.67	5.64	4.24	7.37	5.62	5.24
Nd	19.36	7.21	8.31	20.15	12.30	20.52	16.16	27.72	22.79	19.40
Sm	4.52	1.70	1.75	3.48	2.47	4.75	3.19	4.81	4.50	3.81
Eu	0.09	0.14	0.30	0.58	0.61	0.16	0.82	1.45	1.26	0.79
Gd	5.07	1.84	1.93	3.82	2.83	4.59	3.74	5.06	4.89	3.83
Tb	0.82	0.34	0.32	0.53	0.41	0.68	0.50	0.61	0.62	0.63
Dy	5.02	2.29	2.03	3.05	2.40	3.82	2.86	2.93	3.25	4.00

Таблица 1. (Продолжение).

Элемент	116202 (2)	129200	324600 (7)	306201 (3)	105200 (1)	10601 (4)	701 (5)	322401 (9)	10000 (6)	801 (8)
No	1.08	0.54	0.46	0.66	0.50	0.78	0.56	0.54	0.64	0.86
Er	3.49	2.01	1.60	2.05	1.51	2.41	1.80	1.44	1.96	2.48
Tm	0.57	0.38	0.29	0.32	0.23	0.38	0.25	0.19	0.26	0.44
Yb	4.10	2.93	2.18	2.26	1.61	2.52	1.88	1.12	1.78	2.80
Lu	0.64	0.48	0.35	0.37	0.25	0.38	0.29	0.16	0.26	0.40
Hf	3.56	2.53	2.23	1.94	1.37	4.31	4.03	-	-	-
Ta	2.38	2.14	2.06	0.99	0.79	1.34	1.72	-	-	-
W	0.43	91.69	12.23	5.73	12.26	28.79	34.32	-	-	-
Re	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	-	-	-
Hg	0.001	4.34	0.54	0.25	0.56	1.30	0.49	-	-	-
Tl	1.56	1.35	1.01	1.01	0.97	1.40	1.36	-	-	-
Pb	23.01	19.39	18.35	17.63	19.33	20.10	28.63	-	-	-
Bi	0.12	0.12	0.23	0.06	0.10	0.47	0.44	-	-	-
Th	35.46	27.92	20.76	30.74	14.13	22.85	15.64	-	-	-
U	9.10	6.09	4.68	5.23	1.44	4.68	1.78	-	-	-

Примечание. Петрогенные элементы в мас. %, элементы-примеси – в ppm; пробы: 116202, 129200, 324600 – лейкограниты четвертой фазы, 306201, 105200 – граниты третьей фазы, 10000, 701 и 801 – кварцевые диориты, гранодиориты и граниты второй фазы, 322401, 10601 – диориты и граниты первой фазы. В скобках номера проб на рисунке 2. П.п.п. – потери при прокаливании. Прочерк – не определялся.

ными элементами (REE) (табл. 1, рис. 4), концентрации которых составляют от 48 до 134 ppm, что значительно ниже по сравнению с гранитами А-типа. Распределение REE в них (табл. 1) почти соответствует спектру REE в средней-верхней коре [28]. Отношение Sm/Nd в исследуемых породах колеблется от 0.173 до 0.236 (среднее – 0.214), по данным [28], близкое к таковому для средней коры (0.173). Состав гранитоидов нормального ряда и широкое их распространение свидетельствует, что существенная роль в процессах магмогенерации принадлежала коровым источникам [46]. На диаграммах отношений несовместимых элементов (по [11]) Ce/U – Nb/Th и Zr/Yb – Nb/Th они попадают в поле составов пород средне-верхнекорового происхождения [45].

Для гранитоидов характерны высокие концентрации REE относительно хондрита, обогащение лёгкими REE (LREE), горизонтальный тип спектра тяжёлых REE (HREE) и, что особенно важно, глубокий Eu-минимум, который можно связать с фракционированием плагиоклаза (рис. 4, а). Содержания и характер распределения REE в породах указывает на их умеренно дифференцированный характер с незначительным преобладанием LREE над HREE ((La/Yb)_N = от 1.3 до 6.5) (рис. 4, а). В частности, содержания Eu и HREE в харинских гранитоидах значительно ниже, чем в субдукционных гранитоидах [4, 26]. Такой тип спектра обнаруживает сходство как с внутриплитными, так и коллизионными гранитоидами (рис. 4, а) и в то же время близок к спектрам REE, отражающим состав эродированной верхней континентальной коры

[28], что может свидетельствовать о получении гранитоидов за счёт плавления средней-верхней континентальной коры.

На нормированных по примитивной мантии мультиэлементных спектрах изученных гранитоидов (рис. 4, б) наблюдаются фракционирование за счёт редких элементов, отчётливый отрицательный тренд в сторону тяжёлых элементов и глубокие Ti- и P-минимумы. Отрицательные аномалии Sr, P, Ba и Ti, избирательное обеднение Nb, Ta, Zr и Pb-, U-, Th-максимумы могут свидетельствовать о выплавлении гранитоидов из источников, в той или иной степени связанных с разогревом и частичным плавлением континентальной коры, по всей вероятности, при внедрении астеносферного диапира и его флюидов [29, 30, 42]. Хорошо выраженные отрицательные корреляции между SiO₂ и Sr, TiO₂, P₂O₅ (табл. 1), а также Sr, Ti, P-отрицательные аномалии на этой диаграмме (рис. 4, б) свидетельствуют о фракционировании таких минералов, как плагиоклаз, ильменит и апатит. Характерно, что с повышением концентраций Pb, U и Th в породах отмечается синхронное повышение содержания HREE и понижение – Sr, P, Ba, Ti, Nb и Ta.

Мультиэлементные спектры исследованных гранитов, нормированные по средней коре (рис. 4, в), где отчётливо проявлено их сходство, – наблюдаются слабо прогнутый в центральной части (Ta, Nb, LREE) субгоризонтальный тренд и фракционирование за счёт редких элементов. Так же, как и на нормированных по примитивной мантии мультиэлементных спектрах гранитов (рис. 4, б), отчётливо проявлены отри-

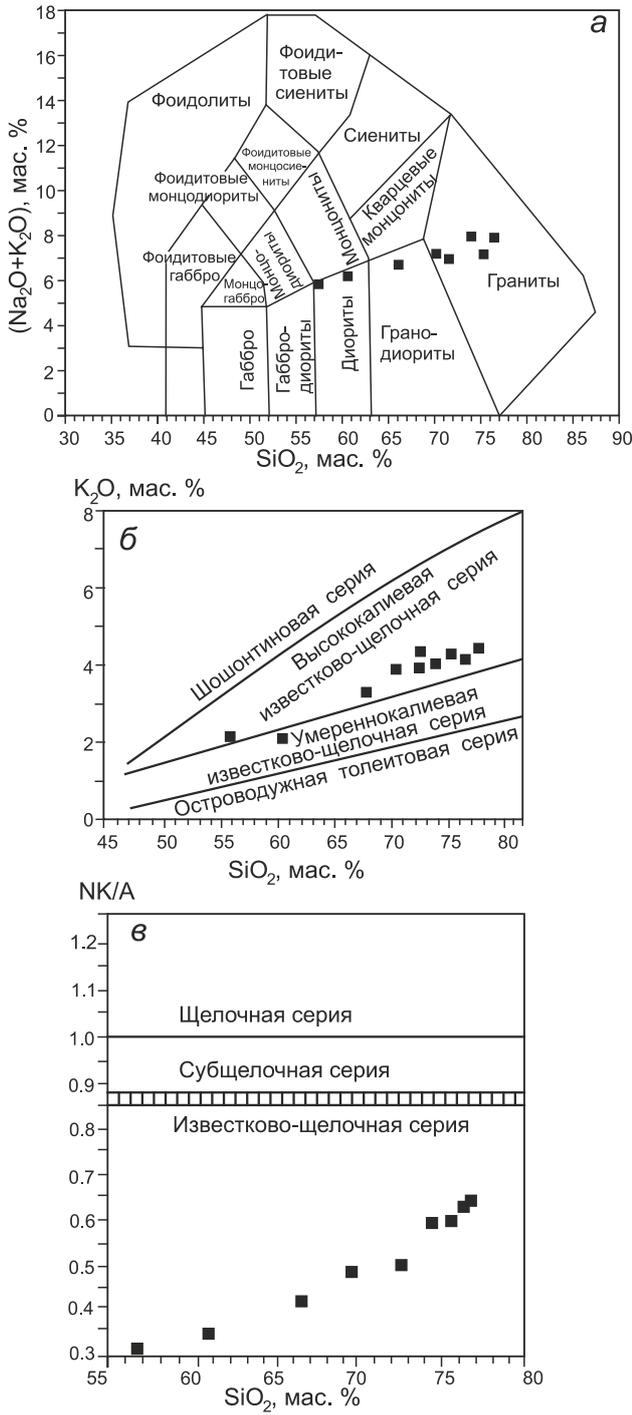


Рис. 3. Классификационные диаграммы для магматических пород харинского комплекса.

а – $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [43]; б – $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (границы линии по [45]); в – агпайтовый индекс ($\text{NK/A} - \text{SiO}_2$) (границы по [38]).

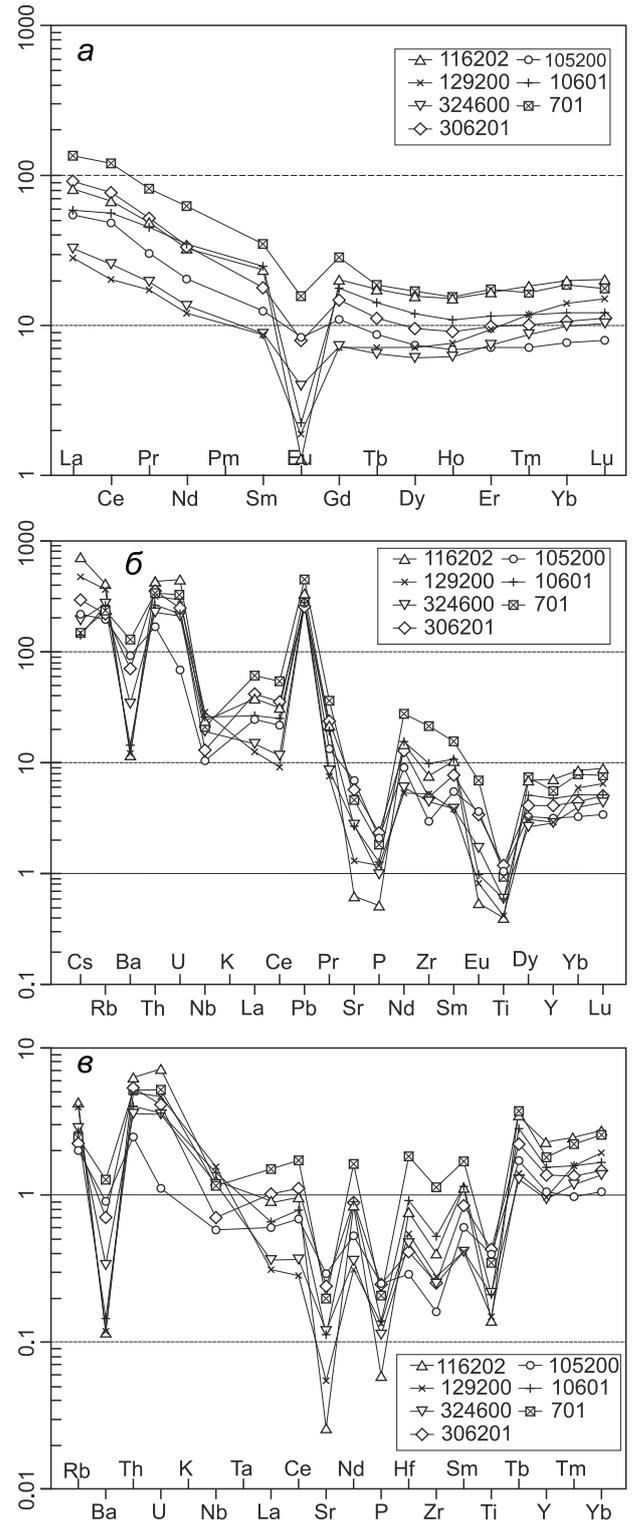


Рис. 4. Спектры редких и редкоземельных элементов в гранитоидах харинского комплекса восточной части Буреинского континентального массива.

Здесь и далее номера образцов соответствуют номерам в табл.1. Нормирование концентраций редких и редкоземельных элементов проведено по составам хондрита (а) [33], примитивной мантии (PM) (б) [47] и средней коры (в) [48].

Таблица 2. Аналитические данные по цирконам из гранитов третьей фазы харинского комплекса Седельгинского батолита (проба 105200).

Номер точки	Содержание				Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Д, %	Изотопные отношения			
	%	ppm					$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$
	$^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th			$\pm\%$	$\pm\%$	$\pm\%$	$\pm\%$
1.1	0.00	35	1317	434	196.1 ± 1.5	5	32.37 ± 0.77	0.0502 ± 1.4	0.214 ± 1.6	0.0309 ± 0.77
2.1	2.71	3.93	143	169	197.7 ± 3	-28	32.1 ± 1.5	0.0489 ± 12	0.210 ± 12	0.0311 ± 1.5
3.1	0.27	12.5	480	237	192.6 ± 1.8	-4	32.98 ± 0.96	0.0498 ± 3.6	0.208 ± 3.8	0.0303 ± 0.96
4.1	0.00	10.8	406	200	197 ± 1.9	-11	32.23 ± 0.98	0.0496 ± 2.5	0.212 ± 2.7	0.0310 ± 0.98
5.1	0.14	11	416	246	195.8 ± 1.9	-15	32.42 ± 0.99	0.0494 ± 3	0.21 ± 3.1	0.0308 ± 0.99
6.1	0.10	15.6	577	175	199.7 ± 1.8	-8	31.79 ± 0.9	0.0497 ± 2.4	0.2158 ± 2.6	0.0314 ± 0.9
7.1	0.26	5.8	219	123	195.1 ± 2.4	-44	32.54 ± 1.2	0.0482 ± 5.1	0.204 ± 5.2	0.0307 ± 1.2
8.1	0.51	9.26	348	197	195.6 ± 2.1	-83	32.46 ± 1.1	0.0467 ± 5.1	0.198 ± 5.2	0.0308 ± 1.1
9.1	0.40	25.9	991	325	192.6 ± 1.5	-14	32.98 ± 0.82	0.0494 ± 2.4	0.206 ± 2.5	0.0303 ± 0.82
10.1	0.26	15.3	590	265	191 ± 1.7	-41	33.26 ± 0.92	0.0483 ± 3	0.200 ± 3.1	0.0301 ± 0.92

Примечание к таблицам 2–4. Pb_c – обыкновенный свинец, Pb^* – радиогенный свинец. Поправка на нерадиогенный свинец по измеренному Pb^{204} . Погрешности относительно стандарта калибровки 0.6 %. Ошибки в определении возраста приведены на уровне 1σ , а изотопных отношений – на уровне 2σ . Д – степень дискордантности. Анализы цирконов выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ.

цательные аномалии Sr, P, Ba и Ti (рис. 4, в). Существенное накопление U, Th, Rb, HREE и вынос Sr, P, Ba, Ti обусловлены разогревом и частичным плавлением континентальной коры, по-видимому, при внедрении астеносферного диапира и его флюидов [29, 34, 42].

На спайдер-диаграммах (рис. 4, а, б, в) исследуемые гранитоиды обнаруживают сходство как с внутриплитными, так и субдукционными и коллизионными гранитоидами [4, 26]. Только наличие отчетливых Sr- и Ba-минимумов и Rb-максимума, не характерных для субдукционных гранитоидов, позволяет предполагать их принадлежность к коллизионным гранитоидам, а по содержанию малых элементов они наиболее близки к постколлизионным гранитам. При этом обогащение гранитоидов такими элементами, как Rb, K, Th, U и Pb при дефиците Nb, Ta, Eu, Sr, Ba, Ti и P (рис. 4, б, в), могут указывать на магматизм трансформной окраины, связанный с астеносферным диапиризмом после прекращения субдукции [29, 30, 42].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований гранитоидов Седельгинского батолита и Берёзовского массива было отобрано 10 проб; аналитические данные по цирконам, полученные на ионном микроанализаторе SHRIMP-II, представлены в табл. 2–5 и на рис. 5, 6 (пробы 105200, 306201, 116202 – в табл. 2–4; U-Pb данные по цирконам проб 10601, 701 и 10000 – в табл. 5). Координаты и результаты определения возраста гранитоидов приведены в табл. 6 (номера проб

по ГК-200/2): Седельгинский батолит – 1 (105200), 3 (306201), 5 (701), 7 (324600), 8 (801), 9 (322400); Берёзовский массив – 2 (116202), 4 (10601), 6 (10000), 10 (С-1153). Результаты определения возраста гранитоидов Южнобурейского батолита и координаты пунктов отбора проб – в табл. 7.

Проба 105200 – среднезернистый биотитовый гранит третьей фазы харинского комплекса (Седельгинский батолит, среднее течение р. Верх. Мельгин; N – 131°30'54", E – 50°55'48"). Минеральный состав (в %): кварц – 25–30, калишпат – 40–45, плагиоклаз (№ 20–25) – 25–30, красновато-желтовато-коричневый биотит – 2–3, акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, бурый зональный ортит, магнетит. Вторичные минералы (3–5 %) – серицит, шахматный альбит, микроклин, лимонит и лейкоксен. Структура породы гранитовая. Акцессорный циркон образует идиоморфные прозрачные дипирамидально-призматические кристаллы или их обломки гиацинтового типа бледно-коричневого цвета (рис. 5). Размеры кристаллов – от 150 до 450 мкм; коэффициент удлинения – 2–4. В катодолюминисценции (КЛ) наблюдается секториальная магматическая зональность. Содержание U – от 219 до 991, Th – от 123 до 325, Pb^* от 3.9 до 25.9 г/т, Th/U отношение – от 0.30 до 0.68 (табл. 2), что характерно для циркона магматического генезиса. Большая часть определений возраста цирконов (табл. 2) характеризуется значительной дискордантностью, но дискордии чёткие, и выявленное событие достаточно надёжное (рис. 6). По 10 точкам получено значение возраста 195.0 ± 1.2 млн лет, СКВО (MSWD) = 1.11, вероятность = 0.29. Это позволяет заключить, что по-

Таблица 3. Аналитические данные по цирконам из лейкогранитов четвёртой фазы харинского комплекса Берёзовского массива (проба 116202).

Номер точки	%, $^{206}\text{Pb}_c$	Содержание, ppm		Возраст, млн лет		D, %	Изотопные отношения						
		U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	
													$^{206}\text{Pb}^*$
8.1	0.32	435	257	11.4	193.5 ± 3.9	198 ± 94	2	32.71 ± 2	0.0526 ± 2.8	32.81 ± 2	0.0501 ± 4	0.2104 ± 4.5	0.03048 ± 2
3.1	0.34	318	202	8.39	194.3 ± 4	175 ± 120	-10	32.58 ± 2.1	0.052 ± 3.9	32.69 ± 2.1	0.0496 ± 5.2	0.209 ± 5.6	0.03059 ± 2.1
5.1	1.35	292	202	7.89	197.0 ± 4.2	330 ± 240	68	31.78 ± 2.1	0.064 ± 4.1	32.22 ± 2.2	0.053 ± 10	0.227 ± 11	0.03103 ± 2.2
4.1	0.00	210	110	5.79	203.9 ± 4.6	166 ± 96	-19	31.12 ± 2.3	0.049 ± 4.1	31.12 ± 2.3	0.0494 ± 4.1	0.219 ± 4.7	0.03213 ± 2.3
1.1	0.17	960	305	33	252.5 ± 4.9	280 ± 89	11	24.99 ± 2	0.053 ± 3.6	25.03 ± 2	0.0519 ± 3.9	0.286 ± 4.4	0.03995 ± 2
10.1	0.26	333	112	20.3	441.4 ± 8.5	432 ± 64	-2	14.07 ± 2	0.058 ± 2.1	14.11 ± 2	0.0555 ± 2.9	0.542 ± 3.5	0.0709 ± 2
6.1	0.30	639	196	39.6	447.5 ± 8.4	474 ± 54	6	13.87 ± 1.9	0.059 ± 1.5	13.91 ± 1.9	0.0565 ± 2.4	0.56 ± 3.1	0.0719 ± 1.9
7.1	0.10	289	109	17.9	448.6 ± 8.7	406 ± 53	-10	13.86 ± 2	0.056 ± 2.2	13.87 ± 2	0.0548 ± 2.4	0.545 ± 3.1	0.0721 ± 2
2.1	0.12	680	198	42.8	455.3 ± 8.5	444 ± 40	-2	13.65 ± 1.9	0.057 ± 1.5	13.66 ± 1.9	0.0558 ± 1.8	0.563 ± 2.6	0.0732 ± 1.9
9.1	1.34	496	149	32.3	464.8 ± 8.9	417 ± 110	-10	13.19 ± 2	0.066 ± 1.6	13.37 ± 2	0.0551 ± 4.9	0.568 ± 5.3	0.0748 ± 2

Таблица 4. Аналитические данные по цирконам из гранитов третьей фазы харинского комплекса Седельгинского багюлита (проба 306201).

Номер точки	%, $^{206}\text{Pb}_c$	Содержание, ppm		Возраст, млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		D, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$								
1	0.76	185	95	4.94	195.6 ± 2.5	195.6 ± 2.5	25	32.45 ± 1.3	0.0511 ± 6.2	0.0511 ± 6.2	0.217 ± 6.3	0.0308 ± 1.3
2.1	0.41	186	109	5.06	199.8 ± 2.6	199.8 ± 2.6	-13	31.76 ± 1.3	0.0496 ± 7.4	0.0496 ± 7.4	0.215 ± 7.5	0.0315 ± 1.3
3.1	0.20	558	421	15	198.4 ± 1.5	198.4 ± 1.5	-34	31.99 ± 0.75	0.0487 ± 3	0.0487 ± 3	0.210 ± 3.1	0.0313 ± 0.75
4.1	0.34	329	256	8.72	195.4 ± 1.8	195.4 ± 1.8	-25	32.5 ± 0.95	0.049 ± 4	0.049 ± 4	0.208 ± 4.1	0.0308 ± 0.95
5.1	0.64	261	129	7.11	200.3 ± 2.3	200.3 ± 2.3	-20	31.69 ± 1.2	0.0493 ± 5.9	0.0493 ± 5.9	0.214 ± 6	0.0316 ± 1.2
6.1	0.16	228	135	6.14	198.6 ± 2.3	198.6 ± 2.3	30	31.95 ± 1.2	0.0514 ± 3.6	0.0514 ± 3.6	0.222 ± 3.8	0.0313 ± 1.2
7.1	0.44	247	179	6.56	195.3 ± 2.3	195.3 ± 2.3	-26	32.51 ± 1.2	0.0489 ± 6.2	0.0489 ± 6.2	0.208 ± 6.3	0.0308 ± 1.2
8.1	0.40	230	155	6.12	195.4 ± 2.3	195.4 ± 2.3	-18	32.49 ± 1.2	0.0492 ± 5	0.0492 ± 5	0.209 ± 5.2	0.0308 ± 1.2
9.1	0.16	815	291	22.2	201.4 ± 1.6	201.4 ± 1.6	-12	31.51 ± 0.82	0.0496 ± 2.1	0.0496 ± 2.1	0.217 ± 2.2	0.0317 ± 0.82
10.1	0.73	343	157	9.15	195.5 ± 2	195.5 ± 2	-19	32.47 ± 1.0	0.0492 ± 4.8	0.0492 ± 4.8	0.209 ± 4.9	0.0308 ± 1

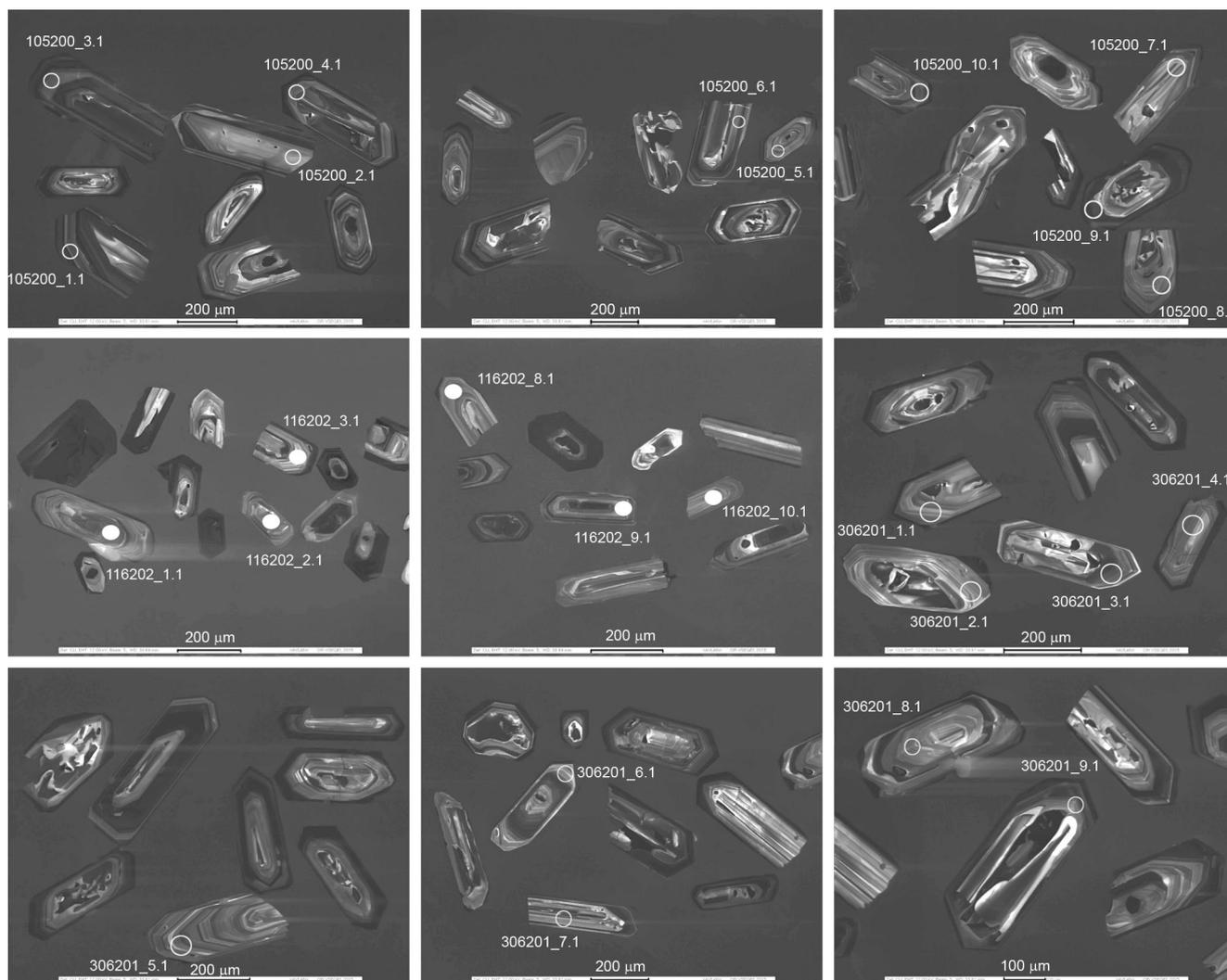


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона, режим катодолуминесценции (кл).

Номера точек зондирования – те же, что в табл. 2–4.

лученный возраст соответствует времени кристаллизации гранитов третьей фазы.

Проба 116202 – мелкозернистый порфировидный умереннощелочной лейкогранит четвёртой фазы харинского комплекса (Березовский массив, истоки руч. Берёзовый правого притока среднего течения р. Буря; N 131°56'51", E 50°52'35"). Структура пород – гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав (в %): микроклин – 40, плагиоклаз (№ 20–25) – 25–30, кварц – 30–35, биотит – до 1. Акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит. Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными дипирамидально-призматическими зернами гиацинтового типа и их обломками бледно-жёлтого и бледно-коричневого цвета (рис. 5). Для внутреннего строения кристаллов характерна грубая магматическая зональность; присутст-

вуют включения других минеральных фаз. В КЛ прозрачные и полупрозрачные цирконы состоят из более темной внутренней части и светлой зональной оболочки. Встречаются также зерна циркона, внутреннее строение которых определяется присутствием ядер различной сохранности со следами растворения, окружённых зональной оболочкой (точка 8.1, рис. 5). По содержанию радиогенных элементов и размерности зерна циркона подразделяются на три группы.

К первой группе отнесены кристаллы циркона размером от 250 до 650 мкм с коэффициентом удлинения – 2–4 (рис. 5, точки 8.1, 3.1, 5.1 и 4.1). Содержание U в зернах циркона изменяется от 210 до 435, Th – от 110 до 257, Pb* – от 5.79 до 11.4 г/т, Th/U – 0.5–0.7 (табл. 3), что характерно для циркона магматического генезиса. Возраст, определённый по 4 точкам, состав-

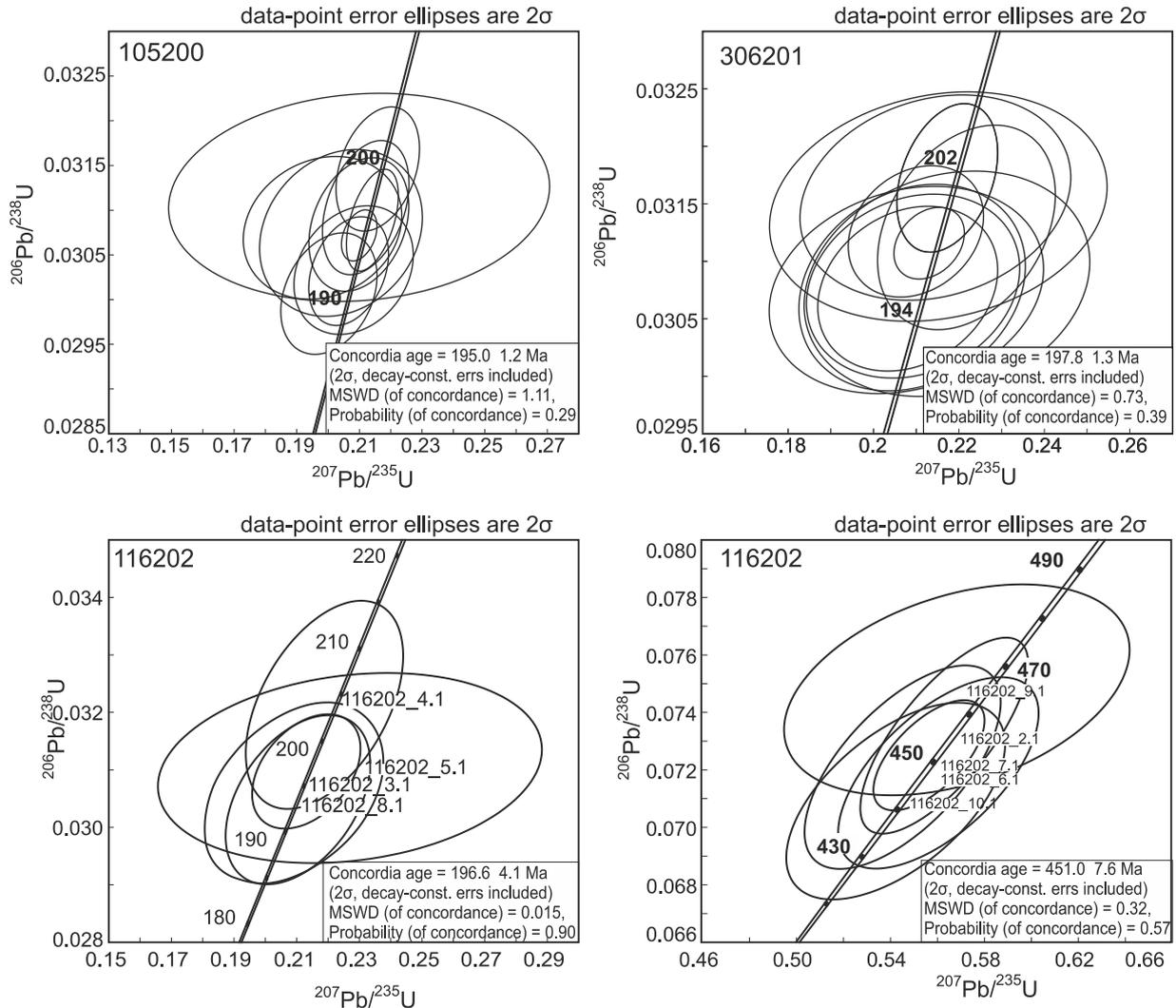


Рис. 6. Диаграммы с конкордиями для цирконов гранитов 3-ей фазы харинского комплекса.

ляет 196.6 ± 4.1 млн лет, СКВО = 0.015, вероятность = 0.90 (рис. 6). Скорее всего, эту оценку возраста можно рассматривать как возраст кристаллизации гранитов третьей фазы харинского комплекса.

Циркон второй группы представлен более мелкими кристаллами размером от 140 до 180 мкм, коэффициент удлинения – 2–3 (рис. 5, точки 10.1, 6.1, 7.1, 2.1, 9.1). Содержания в них U – 289–680, Th – 109–198, Pb* – 17.9–42.8 г/т и Th/U – 0.29–0.38 (табл. 3). По приведённым параметрам они отличаются от циркона первой группы. Морфологические особенности кристаллов этой группы и concentra-

ции радиогенных элементов в них характерны для циркона магматического генезиса. Аналитические точки 5 зерен конкордантны в пределах эллипса ошибок (рис. 6, табл. 3). Полученный возраст по 5 анализам составляет 451.0 ± 7.6 млн лет, СКВО = 0.32, вероятность 0.57. Это значение близко ко времени формирования ордовикских гранитов суларинского комплекса [9, 26]. Можно полагать, что исследуемые граниты могли сформироваться за счет плавления источника, образовавшегося вследствие дезинтеграции гранитоидов суларинского комплекса. Есть все основания рассматривать оценку возраста в $451.0 \pm$

Примечание к табл. 5. Все ошибки приведены для интервала 1σ ; Pb, Pb* – доли обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. В TEMORA ошибки калибровки стандарта 0.22 % (1σ) для пробы 10601 и 701 и 0.33% (1σ) для пробы 10000. Коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась по измеренному $^{204}\text{Pb}(1)$ и по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (2). Rho – коэффициент корреляции отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Анализы выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Таблица 5. U-Pb данные по цирконам из харинских гранитоидов Берёзовского массива и Седельгинского батолита.

№ точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	(1) возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(2) возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}}$	\pm , %	$\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}}$	\pm , %	$\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}^*}$	\pm , %	$\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{(1)}{^{238}\text{U}}$	\pm , %	Rho
Проба 10601 (гранит, первая фаза; Берёзовский массив)																	
1.1	-	336	230	9.49	0.71	209 ± 2	208 ± 1	30.5	0.7	0.0501	2.2	0.2434	4.2	0.0329	0.8	0.2	
2.1	-	289	149	8.06	0.53	206 ± 5	206 ± 5	30.9	2.4	0.0490	5.2	0.225	6.1	0.0324	2.4	0.4	
3.1	0.01	3703	107	10.7	0.30	213 ± 2	212 ± 2	29.8	0.9	0.0508	0.6	0.234	1.2	0.0335	0.9	0.8	
4.1	-	681	288	19.1	0.44	207 ± 2	207 ± 2	30.7	1.1	0.0496	1.5	0.226	2.2	0.0326	1.1	0.5	
5.1	0.17	1664	396	46.3	0.25	206 ± 1	206 ± 1	30.8	0.6	0.0517	1.2	0.225	2.0	0.0324	0.6	0.3	
6.1	0.09	536	212	14.9	0.41	205 ± 3	205 ± 3	30.9	1.5	0.0514	1.7	0.226	2.7	0.0323	1.5	0.6	
7.1	0.20	243	98	6.9	0.42	210 ± 2	211 ± 2	30.1	0.8	0.0500	2.6	0.221	4.3	0.0331	0.8	0.2	
8.1	0.42	253	115	7.01	0.47	205 ± 2	204 ± 2	30.9	1.2	0.0553	2.5	0.231	5.4	0.0323	1.2	0.2	
8.2	0.20	698	506	19.5	0.75	206 ± 1	206 ± 1	30.7	0.7	0.0523	1.4	0.227	2.4	0.0325	0.7	0.3	
9.1	0.25	812	252	22.6	0.32	205 ± 2	206 ± 2	30.8	1.1	0.0513	1.4	0.220	2.8	0.0324	1.1	0.4	
10.1	4.34	242	67	6.9	0.29	211 ± 3	212 ± 3	28.8	0.8	0.0803	10.6	0.208	26.5	0.0333	1.3	0.0	
11.1	-	621	362	17.7	0.60	210 ± 3	210 ± 3	30.2	1.4	0.0503	1.6	0.230	2.1	0.0331	1.4	0.7	
Проба 701 (гранодиорит, вторая фаза; Седельгинский батолит)																	
1.1	-	425	189	11.5	0.46	201 ± 3	200 ± 3	31.7	1.3	0.0501	2.0	0.227	3.5	0.0317	1.3	0.4	
2.1	-	626	290	17.2	0.48	203 ± 2	202 ± 2	31.3	0.9	0.0521	1.6	0.230	1.8	0.0319	0.9	0.5	
3.1	-	915	576	25.1	0.65	203 ± 2	202 ± 2	31.3	0.8	0.0506	1.3	0.225	1.7	0.0319	0.8	0.5	
4.1	0.17	616	274	16.7	0.46	201 ± 1	201 ± 1	31.6	0.7	0.0510	1.7	0.216	2.7	0.0316	0.7	0.2	
5.1	0.49	222	181	6.06	0.84	201 ± 2	203 ± 2	31.4	0.8	0.0490	2.9	0.197	7.0	0.0317	0.9	0.1	
6.1	0.04	1041	688	28.7	0.68	204 ± 1	204 ± 1	31.1	0.7	0.0508	1.2	0.223	1.5	0.0321	0.7	0.4	
7.1	2.12	279	115	7.7	0.42	203 ± 2	204 ± 2	30.5	0.8	0.0636	2.6	0.206	11.0	0.0321	1.0	0.1	
8.1	0.34	409	248	11.2	0.63	202 ± 3	203 ± 4	31.3	1.7	0.0507	1.9	0.211	4.3	0.0318	1.8	0.4	
9.1	-	784	425	21.6	0.56	203 ± 2	203 ± 2	31.3	1.1	0.0504	1.5	0.225	2.1	0.0320	1.1	0.5	
10.1	-	598	277	16.2	0.48	200 ± 3	200 ± 3	31.8	1.5	0.0496	1.7	0.219	2.7	0.0315	1.5	0.6	
11.1	0.00	478	241	13.0	0.52	201 ± 2	200 ± 2	31.6	1.0	0.0521	1.9	0.227	2.1	0.0317	1.0	0.5	
12.1	0.10	520	265	14.1	0.53	201 ± 4	201 ± 4	31.6	1.8	0.0502	1.8	0.216	3.0	0.0317	1.8	0.6	
Проба 10000 (кварцевый диорит, вторая фаза; Берёзовский массив)																	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
1.1	0.36	140	72	0.53	3.88	203.8±3.1	204.0±3.1	31.13	1.5	0.0497	5.6	0.220	5.8	0.0321	1.5	0.263	
10.1	0.41	119	59	0.52	3.36	208.2±3.2	208.1±3.3	30.47	1.6	0.0508	6.1	0.230	6.3	0.0328	1.6	0.252	
2.1	0.35	107	53	0.51	2.95	203.6±3.3	203.3±3.4	31.17	1.6	0.0514	8.1	0.227	8.3	0.0321	1.6	0.196	
3.1	0.34	124	58	0.48	3.32	197.0±3.0	197.0±3.1	32.23	1.6	0.0500	5.7	0.214	5.9	0.0310	1.6	0.264	
4.1	0.35	142	73	0.53	4.00	207.2±3.1	207.7±3.1	30.61	1.5	0.0483	5.6	0.217	5.8	0.0327	1.5	0.263	
5.1	0.54	93	51	0.56	2.50	198.0±4.4	196.4±4.4	32.06	2.3	0.0565	7.2	0.243	7.5	0.0312	2.3	0.299	
6.1	0.25	139	65	0.49	3.88	206.1±3.3	206.8±3.4	30.79	1.6	0.0474	5.1	0.212	5.4	0.0325	1.6	0.304	
7.1	0.19	190	89	0.48	5.17	200.3±2.8	200.1±2.9	31.68	1.4	0.0510	4.2	0.222	4.4	0.0316	1.4	0.324	
8.1	0.36	134	68	0.52	3.80	208.8±3.2	210.0±3.2	30.37	1.5	0.0457	6.3	0.208	6.5	0.0329	1.5	0.240	
9.1	0.24	205	157	0.79	5.61	201.5±2.8	201.7±2.8	31.49	1.4	0.0496	4.4	0.217	4.6	0.0318	1.4	0.304	

Таблица 6. Результаты определения возраста пород харинского комплекса бассейна р. Верхний Мельгин (лист М-52-ХП; <http://geochron.vsegei.ru/>).

Номер пробы на ГК-200/2	Номер на рис. 2	Наименование породы (фаза), массив	Географические координаты	Материал и метод определения	Возраст, млн лет
105200	1	Лейкограниты (третья), Седельгинский батолит	N 131°30'54" E 50°55'48"	Циркон, U-Pb SHRIMP-II	195.0 ± 1.2
116202	2	Лейкограниты умереннощелочные (четвертая), Берёзовский м-в	N 131°56'50" E 50°52'35"	--«»--	196.6 ± 4.1 252.5 ± 4.8 451.0 ± 7.6
306201	3	Граниты (третья), Седельгинский батолит	N 131°39'00" E- 51°02'10"	--«»--	197.8 ± 1.3
10601	4	Граниты (первая?), Берёзовский массив	N 131°41' 45" E 50°44' 10"	--«»--	208.0 ± 1.0
701	5	Гранодиориты (вторая), Седельгинский батолит	N 131°31'25" E 50°59' 52"	--«»--	202.0 ± 1.0
10000	6	Кварцевые диориты (вторая), Берёзовский массив	N 131°56'30" E 49°10' 00"	--«»--	203.5 ± 3.5
324600	7	Граниты (третья?), Седельгинский батолит	N 131°28'50" E 51°00'45"	--«»--	204.9 ± 1.0
801	8	Граниты (вторая), Седельгинский батолит	N 131°31'50" E 50°48'55"	--«»--	202.4 ± 1.6
322401	9	Диориты (первая?) (ксенолит), Седельгинский батолит	N 131°09'20" E 51°06'35"	--«»--	199.0 ± 2.0
C-1153	10	Лейкограниты (третья), Берёзовский массив	N 131°32'30" E 50°42'30"	Циркон, U-Pb	199.0 ± 4.0

Таблица 7. Результаты определения возраста гранитоидов Южнобурейского батолита (бассейн нижнего течения реки Буря, ЦИИ ВСЕГЕИ, U-Pb SHRIMP метод, циркон, <http://geochron.vsegei.ru/>).

№ на рис. 1	Номер пробы на ГК-200/2 [53]	Название породы (фаза – на ГК-1000/3)	Результат определения, в млн лет	Географические координаты	Местоположение (номенклатурный лист топоосновы ГК-200/2)
8	8	Лейкогранит (четвёртая – первая?)	180.1 – 218.7	N 131°17'10" E 50°27'30"	Приустьевая часть реки Тырма (М-52- XVIII)
10	10	Гранит (вторая, красная фация)	206.1 ± 4.8	N 131°07'50" E 50°24'55"	Бурейское вдхр, южный берег (М-52- XVIII)
11	11	Гранодиорит (четвёртая)	185.2 ± 3.2	N 131°12'00" E 50°21'50"	То же
12	12	Лейкогранит (четвёртая)	187.1 ± 3.1	N 131°14'30" E 50°19'10"	То же
16	16	Лейкогранит (четвёртая)	186.5 ± 3.2	N 130°56'30" E 50°16'35"	То же
13	2002	Гранит-порфир (вторая)	206.9 ± 1.3	N 130°53'20" E 49°43'40"	Левобережье реки Салокачи (М-52-XXIII)
14	2004	Гранодиорит (первая)	210.5 ± 1.7	N 130°56'50" E 49°42'00"	То же
15	6	Гранит (вторая)	203.8 ± 1.3	N 130°46'30" E 49°46'30"	Правобережье реки Салокачи (М-52-XXIII)
9	8-1	Гранодиорит (вторая)	207.0 ± 5.0	N 130°43'10" E 49°43'30"	Левобережье реки Архара (М-52-XXII)
17	60	Гранодиорит (первая)	212.2 ± 1.6	N 130°48'00" E 49°10'50"	Правобережье реки Малая Бира (М-52-XXIX)
18	1036	Кварцевый диорит (первая)	212.3 ± 1.3	N 130°29'20" E 49°11'20"	Левобережье реки Урил (М-52-XXIX)
19	1545-4	Гранит (третья)	193.3 ± 1.2	N 130°12'50" E 49°50'10"	Левобережье реки Дикан (М-52-XXIII)

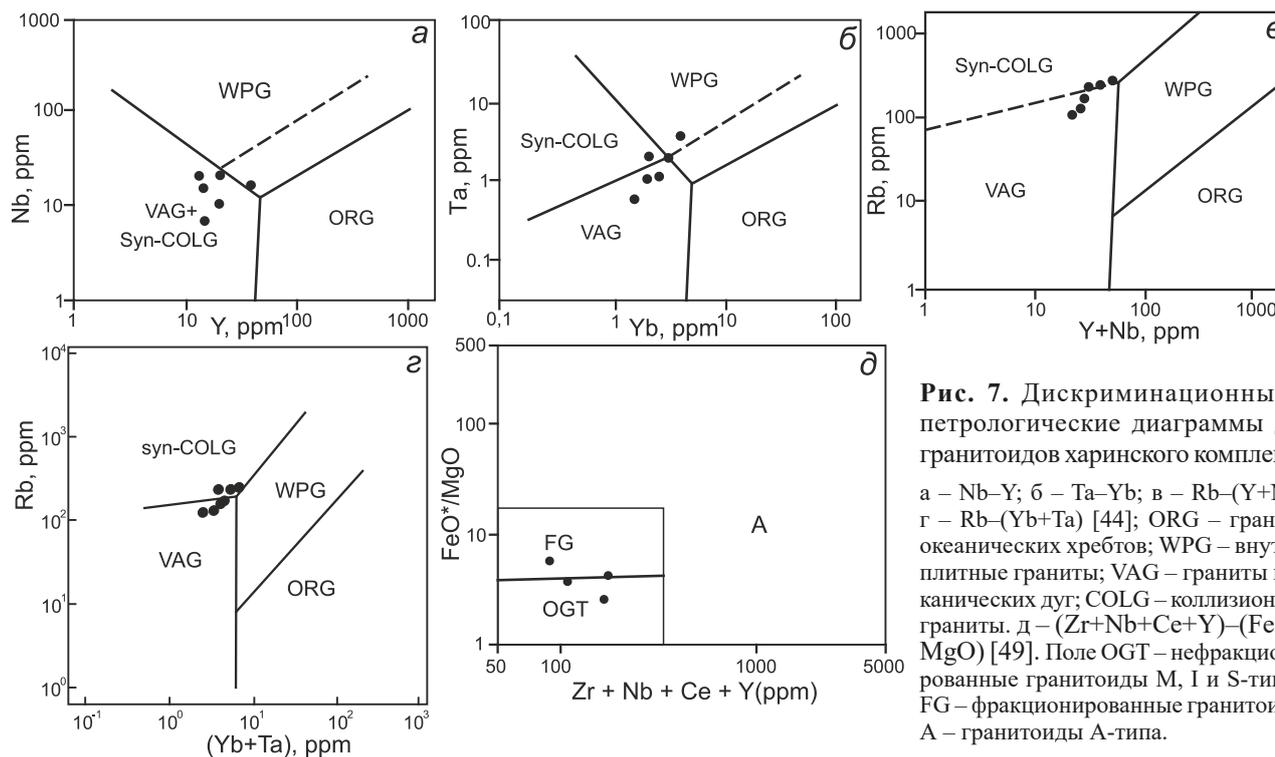


Рис. 7. Дискриминационные и петрологические диаграммы для гранитоидов харинского комплекса. а – Nb–Y; б – Ta–Yb; в – Rb–(Y+Nb); г – Rb–(Yb+Ta) [44]; ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; COLG – коллизионные граниты. д – $(Zr+Nb+Ce+Y)$ – (FeO^*/MgO) [49]. Поле OGT – нефракционированные гранитоиды M, I и S-типов; FG – фракционированные гранитоиды; A – гранитоиды A-типа.

7.6 млн лет, полученную для циркона второй группы, в качестве оценки возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для раннепалеозойских гранитов суларинского комплекса. Это определение близко к установленному А.А. Сорокиным с соавторами [26] возрасту суларинских гранитов южной части Малохинганского блока [9].

К третьей группе отнесен единственный идиоморфный полупрозрачный дипирамидально-призматический кристалл циркона размером около 300 мкм, коэффициент удлинения – 2 (рис. 5, точка 1.1). Для его внутреннего строения свойственна магматическая зональность с темным внутренним ядром и включениями других минеральных фаз. Содержание U – 960, Th – 305, Pb* – 33, Th/U – 0.33 (табл. 3). Дискордантность циркона обусловлена, по-видимому, присутствием в его ядерной части более древнего компонента радиогенного свинца. Полученная оценка возраста в 252.5 ± 4.8 млн лет близка к возрасту гранитоидов тырмо-бурейского комплекса [9].

Проба 306201 – крупно-среднезернистый биотитовый гранит третьей фазы харинского комплекса (Седельгинский батолит, правобережье р. Сергилен; N 131°39'00", E 51°02'10"). Минеральный состав (в %): кварц – 30–35, калишпат – 35–40, плагиоклаз (№ 20–25) – 25–30, желтовато-коричневый биотит – 1–3, акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит. Вторичные минералы (3–5 %) – серицит,

шахматный альбит, микроклин, хлорит и лейкоксен. Структура аллотриоморфнозернистая. Акцессорный циркон образует полупрозрачные дипирамидально-призматические кристаллы и их обломки гиацинтового типа бледно-коричневого цвета (рис. 5). Размеры кристаллов варьируют от 100 до 500 мкм; коэффициент удлинения – 2–6. В КЛ – секториальная магматическая зональность. Содержание U изменяется от 185 до 815, Th – от 95 до 421, Pb* от 4.94 до 22.2 г/т, Th/U отношение – от 0.80 до 0.37 (табл. 4), что характерно для циркона магматического генезиса. Датировки для кристаллов циркона характеризуются большими дискордантными значениями, но дискордии чёткие и выявленные события достаточно надёжны (рис. 6). Соглашаясь с морфологическими особенностями кристаллов циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение средневзвешенного возраста 197.8 ± 1.3 млн лет (MSWD = 0.73, вероятность – 0.39) может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации циркона и, соответственно, возраст гранитов третьей фазы харинского комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные в статье геохронологические данные (табл. 6) свидетельствуют, что формирование харинских гранитоидов Седельгинского и Берёзовского батолитов происходило в позднем триасе и ранней юре между 208 и 193 млн лет тому назад. Оцен-

ки возраста пород Южнобурейского батолита (рис. 1, табл. 7), относимых Н.Н. Петрук с соавторами к харинскому комплексу [20], варьируются от 212.2 ± 1.6 до 185.2 ± 3.2 млн лет (U-Pb метод по циркону) [53], что в стратиграфической шкале отвечает позднему триасу–ранней юре. Сходное геологическое положение занимают в восточной части БМ близкие к ним по составу и возрасту (в скобках возраст и координаты) биотитовые граниты и роговообманково-биотитовые гранодиориты Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет; N – $129^{\circ}01'30''$, E – $53^{\circ}20'00''$), Индукачинского (201 ± 6 млн лет; N – $131^{\circ}01'20''$, E – $52^{\circ}43'10''$), Усть-Диканского (185 ± 1 млн лет; N – $130^{\circ}00'10''$, E – $49^{\circ}17'50''$), Талаканского (185 ± 1 млн лет; N – $130^{\circ}00'35''$, E – $50^{\circ}16'50''$) и Нижнестойбинского (218 ± 2 млн лет; N – $131^{\circ}01'50''$, E – $52^{\circ}55'00''$) массивов (рис. 1), изученные [1, 24, 25, 27]. Ранее гранитоиды этих массивов были отнесены к тырмо-буреинскому комплексу [2, 3, 13, 15].

Обобщение геологических и геохронологических (табл. 2–7) результатов исследований позволило в формировании харинского комплекса выделить четыре фазы внедрения: 1 фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 2 фаза – гранодиориты, кварцевые диориты, граниты; 3 фаза – граниты, лейкограниты; 4 фаза – умереннощелочные граниты и лейкограниты. В первом приближении их можно ограничить интервалами: 212–208, 207–202, 199–193 и 187–185 млн лет. Следует отметить, массовому поздне триасово-раннеюрскому гранитообразованию предшествовал поздне триасовый этап (235–224 млн лет) сиенит-лейкогранитового (со щелочными гранитами А-типа, по [8]) магматизма (алтагтинский комплекс) [9]. Нельзя не указать, что гранодиориты и кварцевые диориты ранних фаз внедрения Седельгинского, Берёзовского и Южнобурейского батолитов имеют эруптивные контакты с поздне триасовыми граносиенитами алтагтинского (225.8 ± 2.9 – 224.9 ± 2.4 млн лет) и позднепермско-ранне триасовыми гранитами тырмо-буреинского (254.2 ± 2.5 – 246.6 ± 3.0 млн лет) комплексов (U-Pb, циркон, ЦИИ ВСЕГЕИ, неопубликованные данные авторов). Присутствие в харинских гранитах ксеногенных цирконов с датировками 252.5 ± 4.8 и 451.0 ± 7.6 млн лет может свидетельствовать, что эти породы могли формироваться за счёт плавления источника метагранитоидов тырмо-буреинского и (или) суларинского комплексов.

Вышеприведённые результаты позволяют провести корреляцию раннемезозойского гранитоидного магматизма в пределах восточной части ЦАСП. Аналогичные по возрасту проявления гранитоидного магматизма (213–183 млн лет) известны в южной части Буреинско-Цзямусинского террейна [36, 37, 51, 52] и

в районе западного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса [11, 19, 24, 31]. Геохронологические данные свидетельствуют о том, что раннемезозойский гранитоидный магматизм охватил 213–183 млн лет тому назад весь ансамбль тектонических блоков между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами.

Следует отметить, что почти синхронно по времени с формированием гранитоидов Восточно-Буреинского пояса в восточной части БМ происходило заложение Буреинского и Урмийского осадочных бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins по [2, 10]), которые в позднем триасе и ранней юре (207–180 млн лет, по [2]) были выполнены терригенным и вулканогенно-терригенным материалом – турбидитами – с размывом и несогласием, налегающим на позднепалеозойские гранитоиды (254–246 млн лет). Между БМ и северо-западной окраиной СССС располагается Буреинский осадочный бассейн, который в качестве краевого прогиба входит в состав пограничной системы [2, 10], связывающей их или разделяющей. Она представлена краевым швом (системы сдвиговых зон Тастахского, Куканского и Дахэджен глубинных разломов [10]) субмеридионального простирания, краевым поднятием, Урмийским и Буреинским краевыми прогибами (рис. 1). Краевое поднятие представляет собой цепочку вытянутых в меридиональном направлении блоков (Чегдомынский, Гуджалский и др., рис. 1), отчлененных от БМ краевыми прогибами. Структурные элементы пограничной системы между БМ и северо-западной окраиной СССС могут быть индикаторами при распознавании режима трансформной континентальной окраины [6]. По всей вероятности, поздне триасово-ранне-среднеюрские (?) турбидиты краевых прогибов маркируют трансформную границу Бурей-Цзямусы-Ханка континента, которая существовала до закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна.

Редкоэлементный состав исследуемых гранитоидов характеризуется в сравнении с кларком повышенными концентрациями Th, Pb и U, пониженными содержаниями высокочarged элементов (Ta, Nb, Y, Yb), PЗЭ и низкими концентрациями Ti, V, Cr и «транзитных» (Co, Sc) элементов (табл. 1). На двухкомпонентных диаграммах Дж. Пирса (Rb–(Y+Nb), Nb–Y и Ta–Yb), Rb–(Ta+Yb) [44] составы изученных пород попадают в поля как синколлизонных гранитов, так и гранитоидов вулканических дуг (рис. 7, а–г). Хотя на треугольной диаграмме Hf–Rb/30 – Ta × 3 по Н. Харрису [16] харинские гранитоиды идентифицируются как синколлизонные. Сочетание в магматах геохимических характеристик различных геодинамических обстановок (рис. 7, а–г),

по данным А.И. Ханчука [29, 30], является характерной особенностью трансформной континентальной окраины. По химическому составу [49] они соответствуют фракционированным и нефракционированным гранитам I-типа (рис. 7, д). В отличие от пород рифтовых областей исследуемые породы на диаграммах несовместимых элементов (по [11]) смещены в поле составов, аномально обогащённых Th, U и Rb при низких концентрациях Zr, что, по-видимому, связано с астеносферным диапиризмом после прекращения субдукции (гранитоиды алтахтинского комплекса, 235–225 млн лет). В свете вышесказанного можно сделать предположение, что становление харинского гранитоидного комплекса на верхних горизонтах коры могли обеспечивать «астеносферные окна».

Наблюдаемые на поверхности и прослеживаемые по результатам интерпретации поля силы тяжести и сейсмических профилей крупные массивы харинских гранитоидов на глубине представляют собой вытянутые интрузивы плитообразной формы в сопровождении серии мелких периферийных тел и тектонических отторженцев, внедрившиеся вдоль пологонаклонных расколов [20]. Они имеют небольшую вертикальную мощность (1–4 км) при значительных размерах в плане. Магматические камеры были, по всей вероятности, приурочены к поверхностям субгоризонтальных срывов, вдоль которых магма внедрялась [20]. По составу эти гранитоиды близки к постколлизийным, принадлежат I-типу, перглиноземистые известково-щелочной серии. А.И. Ханчук в своих работах выделяет подобный комплекс пород в особый тип – гранитоидов трансформных окраин [30]. Индикаторная роль гранитоидов харинского комплекса в аккреционно-коллизийных сооружениях БМ состоит в том, что они маркируют завершающие стадии тектонического режима растяжения (рифтогенные граносиениты алтахтинского комплекса) на обстановку сжатия и относительного скольжения плиты в горизонтальной плоскости [19] и начало формирования трансформной границы вдоль восточной окраины БМ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены геохронологические данные, подтверждающие поздне триасово-раннеюрский возраст гранитоидов харинского комплекса, широко распространённых в восточной части БМ. Установлен U-Pb возраст (SHRIMP-II-датирование) высококальциевых известково-щелочных гранитоидов Седельгинского и Березовского батолитов в интервале между 208 и 195 млн лет. В целом оценки возраста пород, относимых к харинскому диорит-гранодиорит-гранит-лейкогранитовому комплексу восточной части БМ, варьируются от 212.2 ± 1.6 до 185.2 ± 3.2 млн лет, в стра-

тиграфической шкале отвечающих позднему триасу-ранней юре.

В результате обобщения и анализа геологических и U-Pb (SHRIMP-II, циркон) геохронологических данных установлено, что в формировании харинского комплекса выделяется четыре фазы: 1 фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты – 212–208 млн лет; 2 фаза – гранодиориты, кварцевые диориты, граниты – 207–202 млн лет; 3 фаза – граниты, лейкограниты – 199–193 млн лет; 4 фаза – умереннощелочные граниты и лейкограниты – 187–185 млн лет. Установлено, что массовому поздне триасово-раннеюрскому гранитообразованию предшествовало внедрение поздне триасовых граносиенитов алтахтинского (235.3 ± 2.9 – 224.9 ± 2.4 млн лет) и позднепермско-ранне триасовых гранитоидов тырмо-буреинского (254.2 ± 2.5 – 246.6 ± 3.0 млн лет) комплексов.

На основании обобщения U-Pb геохронологических данных показано, что раннемезозойский гранитоидный магматизм охватил 213–183 млн лет тому назад весь ансамбль тектонических блоков между Сино-Корейским и Северо-Азиатским кратонами, когда формировались преимущественно умеренно кислые гранитоиды харинского комплекса в пределах западного и восточного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса.

Геохимические данные показывают, что харинские гранитоиды обладают геохимической двойственностью, которая выражается в совмещении геохимических признаков, присущих породам различных геодинамических обстановок. С одной стороны, они отчётливо обогащены такими элементами, как Rb, K, Th, U и Pb при относительном дефиците Nb, Ta, Y, HREE, Sr, Ba, Ti и P, что свойственно магматическим породам коллизийных зон. С другой стороны, существенное накопление U, Th, Rb и вынос Sr, P, Ba, Ti, предполагается, связано с разогревом и частичным плавлением средней-верхней континентальной коры при астеносферном диапиризме после прекращения субдукции. Деплетированность гранитоидов в отношении Nb, Ta, Ti, P и ярко выраженный Pb-максимум сближает их с породами зон субдукции и позволяет предполагать участие в формировании родоначальных для них расплавов, обусловленных влиянием астеносферного диапира и его флюидов. Сочетание в гранитоидах харинского комплекса субдукционных (от предшествующей субдукции) и внутриплитных (от астеносферного диапира и его флюидов) геохимических характеристик является характерной особенностью трансформной окраины. Магматизм трансформной окраины связан, по всей вероятности, с астеносферным диапиризмом после прекращения

субдукции, как это хорошо изучено на западе США и Мексики [29, 30].

Важным механизмом, способствующим формированию гранитоидных массивов плитообразной формы небольшой вертикальной мощности, приуроченных к субгоризонтальным срывам в пределах БМ, могло быть влияние сдвиговой тектоники, которая является отражением косой коллизии континентальных блоков (плит) и трансформного скольжения. Сдвиги могли проникать на глубинные уровни коры, вызывая проникновение астеносферного диапира и его флюидов на более высокие уровни, способствуя разогреву и началу плавления (подтоку тепла и вещества мантии, по [8]). А «астеносферное окно» способствовало становлению на средних-верхних горизонтах коры гранитоидов харинского комплекса.

Почти одновременно в позднем триасе и ранней юре происходило формирование гранитоидных массивов харинского комплекса (212–183 млн лет) и заложение Буреинского и Урмийского краевых прогибов (207–180 млн лет) синсдвигового растяжения (pull-apart basins), сложенных турбидитами. Структурные элементы пограничной системы между БМ и северо-западной окраиной Сихотэ-Алинской складчатой областью: системы сдвиговых зон Тастахского и Куканского меридиональных глубинных разломов (краевой шов), Буреинский и Урмийский краевые прогибы, краевое поднятие (цепочка вытянутых в меридиональном направлении блоков) – могут являться индикаторами при распознавании режима трансформной континентальной окраины.

Авторы выражают искреннюю благодарность А.И. Ханчуку и А.В. Гребенникову (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток) за критический анализ, конструктивные замечания и советы, высказанные при подготовке рукописи.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при поддержке федерального агентства по недропользованию (Госконтракт на подготовку к изданию Госгеолкарты-200 листа М-52-ХП).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 200 000. Издание второе. Серия Тургурская. Лист N-53-XXVI / Под ред. А.В. Махина. СПб.: картфабрика ВСЕГЕИ, 2001.
2. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливо-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кирилова. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук. Т. 4).
3. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атрошенко А.Ф., Григорьев В.Б., Зелепугин В.Н., Опалихина Е.С., Шаров Л.А., Леонтьева Ю.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). 1:1 000 000. Дальневосточная серия. Лист М-53 Хабаровск: Объясн. зап. / Гл. ред. А.Ф. Васькин. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
4. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
5. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016. № 2. С. 287–311.
6. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
7. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин М.А. Оловоносные пегматиты Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 126–133.
8. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Восточно-Буреинский гранитный пояс (триас) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 242–247.
9. Гурьянов В.А., Нигай Е.В., Юрченко Ю.Ю., Добкин С.Н., Арапов В.Н., Амелин С.А. Хронология гранитоидного магматизма восточной части Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса / Методы и геохронологические результаты изучения изотопных геохронологических систем минералов и пород: VII Российская конференция по изотопной геохронологии. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 105–108.
10. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. № 1. С. 11–22.
11. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавленных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. 2007. Т. 15, № 5. С. 361–396.
12. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
13. Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Объясн. зап. СПб.: Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
14. Лови Б.И. Интрузивные комплексы Малого Хингана/История геологического развития и магматизма Малого Хингана. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 65–122.
15. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Мингео. СССР, ДВ ПГО, ЦТП, 1990. 215 с.
16. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недр, ИМГРЭ, 1991. 204 с.
17. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–20.
18. Основы геодинамического анализа при геологическом кар-

- тировании. М.: (МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО), 1997. 519 с.
19. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.И., Дриль С.И., Кирилова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 20. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова Н.М., Мяслик А.В., Шадрина Н.И., Азарова А.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). 1:1 000 000. Дальневосточная серия. Лист М-52. Благовещенск: Объясн. зап. / Гл. ред. А.С. Вольский. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
 21. Попеко В.А. Магматические формации Буреинского массива / Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980. С. 118–142.
 22. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Объясн. зап. + 38 схем. Хабаровск: ХГПП, 1994. 124 с.
 23. Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Гранитоидный магматизм и металлогения Озёрной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 2. С. 265–286.
 24. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 55–66.
 25. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосенко А.М. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 717–728.
 26. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, геохимические особенности, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.
 27. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннемезозойский магматизм Буреинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 1. С. 80–86.
 28. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.
 29. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
 30. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 31. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1831–1850.
 32. Black L.R., Kamo S.L., Allen C.M., Heinikoff J.N., Dawis D.W., Russell J., Korsch R.J., Foudonlis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
 33. Boynton W.V. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies // P. Henderson (ed.). Rare earth elements geochemistry. Elsevier: Acad. Press. 1984. P. 63–114.
 34. Eby G.N. Chemical subdivision of the F-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
 35. Frost B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
 36. Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. N 3. P. 82–92.
 37. Jahn B.M. The Central Asia Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Geol. Soc. London: Spec. Publ., 2004. V. 226. P. 73–100.
 38. Liegeois J.P., Naves J., Hertogen J., Black P. Contrasting origin of post-collisional high-calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use sliding normalization // Lithos. 1998. V. 45. P. 1–28.
 39. Ludwig K.R. User, s manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1 a. 2455 Ridge Road, Berkley CA 94709, USA.
 40. Ludwig K.R. SQUID 1.00. A users manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. N 2. 2455 Ridge Road, Berkley CA 94709, USA.
 41. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101, N 5. P. 635–643.
 42. McDonough, Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253.
 43. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. V. 37, Iss. 3–4. P. 215–224.
 44. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
 45. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
 46. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2003. V. 3.1. P. 1–56.
 47. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes / Eds. A. D. Saunders, M. J. Narry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.
 48. Weaver B.L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust // Nature. 1984. V. 310. P. 575–577.
 49. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.
 50. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding

- mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 79. P. 169–181.
51. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.
52. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhao G.C., Zhang X.Z., Wang H., Zheng W.S. Was the easternmost segment of the Central Asian Orogenic Belt derived from Gondwana or Siberia: an intriguing dilemma? // J. Geodyn. 2010. V. 50. P. 300–317.
53. <http://geochron.vsegei.ru/>.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 15.10.2019 г.

принята к печати 22.01.2020 г.

V.A. Guryanov, S.A. Amelin, Yu.Yu. Yurchenko, E.V. Nigai, V.N. Arapov, M.V. Arkhipov

Granitoids of the Kharinsky complex in the eastern part of the Bureya continental massif of the Central Asian fold belt: age and geodynamic setting of its formation

Petrogeochemical and geochronological studies were conducted on the main types of granitoids of the Sedel'ginsky and Beryozovsky batholiths in the eastern part of the Bureya continental massif of the Central Asian fold belt. SHRIMP-II U-Pb zircon dating revealed that granitoids were formed in the Late Triassic and Early Jurassic within the 208 to 193 million years ago time range. The batholiths are shown to contain high-alumina granitoids of the high-potassium calc-alkaline series clearly enriched in Rb, K, Th, U and Pb and relatively deficient in Nb, Ta, Y, HREE, Sr, Ba, Ti and P corresponding to I-type rocks. Synthesis of the U-Pb geochronological data indicates that magmatism encompassed the entire ensemble of tectonic blocks of the Bureya massif between 213 and 183 Ma, when formation of granitoids of the Kharinsky complex took place. Strike-slip tectonics as a reflection of oblique collision of continental blocks and transform faults could be an important mechanism contributing to the formation of granitoid masses within the Bureya massif. Strike slips could penetrate into the deep crust causing the ascent of an asthenospheric diapir and its fluids into the higher crustal levels thus transferring the heat and triggering melting. High concentrations of Th, U, Rb, Pb and low concentrations of Sr, P, Ba, and Ti are assumed to be due to heating up and partial melting of the continental crust resulting from the ascent of the asthenospheric diapir and its fluids. The fact that granitoids are depleted in Nb, Ta, Ti, P and enriched in Pb makes them similar to the rocks of subduction zones. Granitoids of the Kharinsky complex combine geochemical characteristics of subduction-related and intraplate-type (associated with an asthenospheric diapir and its fluids) rocks, which is characteristic of the transform margin. The most probable setting, when granitoid magmatism occurred throughout the eastern margin of the Bureya massif in the Late Triassic and Early Jurassic, could be the transform margin setting associated with asthenospheric diapirism following subduction.

***Key words:* granitoids, U-Pb age, zircon, collision, Kharinsky Complex, Bureya continental massif, Far East of Russia.**